

# 長野県中信高原・霧ヶ峰の気候環境

——第二次大戦中の山岳測候所資料と最近の現地観測から——

野 口 泰 生

## 要旨

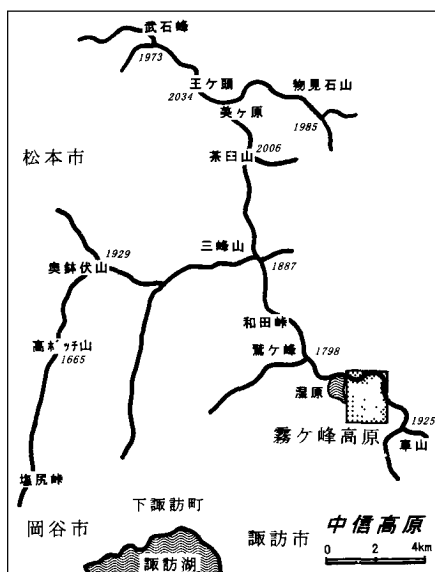
長野県霧ヶ峰高原では一年を通して南風が卓越するが、冬の強い南風は地形の起伏を介して積雪分布を決める。この積雪分布は尾根や南向斜面の風衝地に吹き払いによる土壤凍結域を発達させるが、雪の吹きだまる北向斜面や谷底部では一年を通して土壤凍結は起こらない。この土壤凍結域と未凍結域の境界を決定するのは冬のある時期（霧ヶ峰では1月中旬）の積雪量分布と気温で、2、3月には急増する積雪量によって未凍結域はそのまま保存される。土壤凍結は積雪の少ない尾根上で最も発達し、5月上旬まで地中に凍結層が残る。この影響を受けて、尾根上では春の地温分布が他の地点と異なり、特異な場所を形成する。植生や周水河現象の分布も卓越する南風と積雪分布によって規定されている。

## 1 はじめに

車山（1925m）を最高峰とする長野県霧ヶ峰高原は、鷲ヶ峰から和田峠を経て三峯山、鉢伏山あるいは美ヶ原へ続く標高約1500～2000mの中信高原の一部を構成する（図1）。高原全体の標高が亜高山帯に位置するにも関わらず、尾根や山頂部分に森林を欠き、草原になっている理由は、長年的人為的影響（主に採草と放牧）によるもので、手塚（1988）には麓の村々と霧ヶ峰草原との深い関わりが記されている。

第二次大戦中、車山山頂に設置された山岳測候所の記録によると、霧ヶ峰は一年を通して南風の卓越するところである（船津 1959）。特に冬の強い南風は、高原の微地形を介して積雪分布を決め、積雪分布はさらに雪による絶縁作用や水収支を通して冬から春の土壤凍結や土壤温度、土壤水分に影響を与えている。霧ヶ峰高原の特異な植

図1 長野県中信高原の概要図



一五八

生分布や周氷河現象の分布も、冬季の積雪分布が大きく影響しているものと思われる。そこで本稿では、霧ヶ峰の微地形、風、積雪、土壤凍結の相互作用について、第二次大戦中の霧ヶ峰（車山）山岳測候所資料と現地調査結果をもとに考察する。

## 2 霧ヶ峰高原

中信高原の南や西に広がる伊那盆地、諏訪盆地、松本盆地では、冬の季節風時に南寄りの風が高頻度で観測され、松本地方では「松本の南風」として知られており（宇田川 1964, 1966; 杉原・浅井 1977; 西巻 1986）、上層風と山岳効果によって発生する局地低気圧が関係していると言われている（松本測候所 1998）。木村（1991）は伊那谷の冬の南風を地形的な力学効果が大きいと考え数値モデルで調べている。霧ヶ峰や鉢伏山一帯で卓越する冬の南寄りの風も、盆地底で吹くこの南風と関係があるものと思われるが、このような局地循環の構造については十分把握されていない。

冬の霧ヶ峰高原では、南風に対して風衝斜面となる南向（日向）斜面や尾根上で、強風に吹き払われて積雪量が少なく、地表面が大気の影響を受けやすい。一方、風影斜面である北向（日陰）斜面では、南向斜面や尾根からの雪の吹き払いによって斜面上部に吹き溜まりや雪庇が形成され、積雪期間が非常に長い（写真 1～3）。谷の南北斜面におけるこの非対称な積雪分布は、植生や地形の発達、周氷河現象の分布に斜面による差（非対称）を生じさせている。野口（1974）は霧ヶ峰の自然環境の理解に重要な役割を果たす風の分布を調査し、尾根の風下側である北向風影斜面上部が風向風速共に他の谷斜面と比べ特異であることを示した。

霧ヶ峰や鉢伏山の尾根や南向風衝斜面では、機械的風化作用によって板状節理に富む塩基性安山岩が細かく砕かれ、凍結融解作用を通して階状土（Turf-banked Terraces）、ソリフラクションローブ（Solifluction Lobes）、ブラウイングブロック（Ploughing Blocks）、条線土（Stone Stripes）など様々な周氷河現象を発達させている（写真 2, 4～6）。霧ヶ峰の周氷河現象については、これまでに複数の報告があり（羽田野・馬場 1963; 中山・麻生 1973; 田渕 1980; 奥舎 1974; 松本 1978 など）、Kobayashi(1955)は鉢伏山の周氷河現象（写真 4～6）を日本における最も顕著なものとして指摘している。また、岩塚・守屋（1965）は霧ヶ峰物見岩遺跡に出土する無土器文化の石器類の年代推定に対し、凍結融解作用による土壤攪拌を指摘し、編年に際して注意を促している。

霧ヶ峰の谷では、その北向斜面と南向斜面の斜面形に顕著な非対称性が認められるが、これは谷の北向斜面上部に雪の吹き溜まりに起因すると思われる凹型急斜面が尾根の走行に沿って発達しているからで、場所によっては北向斜面の上部と下部に 2 ヶ所の急斜面が段状に見られる。春先にはこの急斜面に残雪が存在し、谷の非対称性をいっそう顕著にしている（写真 3）。西村（1961）はこの 2 段の

階段状急斜面の成因として、ソリフラクションによる“Mud Flow Levee”を想定し、羽田野・馬場（1963）は積雪量の差に対応した侵食営力の差を指摘した。

谷の南北斜面における積雪分布の違いは、北向斜面の植物に春の活動開始の遅れ、成長期間の短縮、土壤水分過剰をもたらし、このことが北向斜面上部に雪窪植生を発達させ、尾根や南向斜面の植生との違いを作っている。この植生の非対称は、種類組成や階層構造、生活形の違いとして現れ、土壤成分の違いも指摘されている（Ino and Monsi 1964ab; Midorikawa et al. 1964; Iwaki et al. 1964）。また、霧ヶ峰では湿原に発達する貴重な植物を中心とした調査も行われている（諏訪市教育委員会 1971）。

このように霧ヶ峰高原の地形や植生の発達には、局地的な気候環境の違いが大きな役割を果たしているが、他方、霧ヶ峰高原一帯では古くから人為的影響も著しい。無土器文化遺跡の存在、縄文時代の黒曜石採取、鎌倉時代の御射山まつりや狩り場としての利用、近世以降の放牧地・採草地、今日のハイキング客による踏みつけ、スキー場開発、牧野組合による牧草栽培、秋の警察犬訓練など、様々な人間活動によって、外来植物がハイキングコース沿いに侵入してきている（浅川 1972; 土田他 1975; 佐藤他 1984; 中村 1986; 土田 1988）。

### 3 資料と調査方法

#### 3.1 霧ヶ峰山岳測候所資料

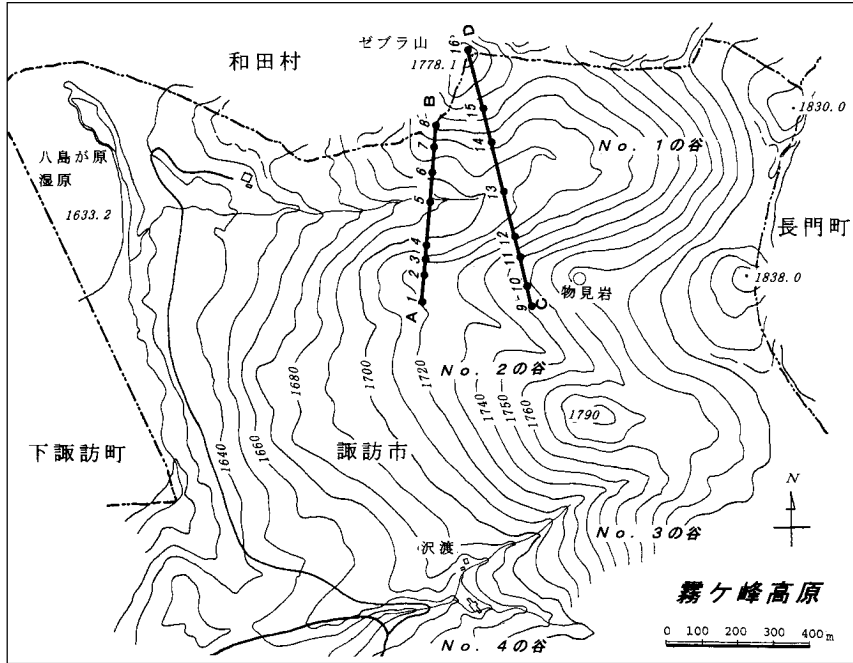
第二次大戦中、日本では高層データを入手するために山岳測候所が各地に開設された。霧ヶ峰山岳測候所もその一つで、1942年から約7年間の資料が中央気象台霧ヶ峰観測所気象月表原簿として残っている。観測所の場所は、1942年3月～1943年2月までの1年間は現在の霧鐘塔近く（北緯36度4分10秒、東経138度9分21.4秒、標高1685m）に置かれ、その後、霧ヶ峰の最高峰車山山頂（1925m）に移転し、1943年7月～1948年7月まで観測が行われた（ただし、1947年5月～12月までは欠測）。

観測方法は当初毎時観測が実施されたが、1945年8月下旬以降は、観測要素によっては観測回数が一日3回（6：00、14：00、22：00）の定時観測に減少した。原簿に記された観測要素は他の測候所と同様に、気圧、気温、水蒸気張力、湿度、降水量、積雪量、最深積雪、降雪深、地表温度、風向風速、雲量、雲速度、風程、視程、天気、さらに各要素の一日の最高・最低値やその出現時刻が示されている。

#### 3.2 現地調査

現地調査は1973～74年に諏訪市の許可を得て集中的に実施した。この調査では霧ヶ峰を東西に走る4本の谷（北からNo.1～No.4の谷とする）のうち、最も北側に位置し谷の規模も最大のNo.1の谷において（写真1～3）、谷を横切る2本の横断基線AB、CDを取り、各基線に沿ってそれぞれ8地点の観測点を設置し

図2 霧ヶ峰高原の調査地域と横断基線



た（図2）。谷断面や横断基線・観測地点の位置は簡易測量によって求めた。

#### 1) 風の観測

風の観測は、1973～74年の夏、秋、冬（積雪期）に合計4日間、No.1の谷の2本の横断基線に沿う各観測地点において中浅式風向風速計を用いて実施した。観測の詳細は野口（1974）で報告済みである。

#### 2) 積雪量の観測

積雪量の観測は、No.1の谷の基線 AB に沿って7回（1973年12月29日、1974年1月14～15日、2月14日、3月21日、3月31日、4月21日、4月30日）、CD に沿って2回（1月14日、3月21日）実施した。各基線上の観測地点は風の観測地点（8地点）を含む20数地点である。また、霧ヶ峰のより広範な地域で積雪量を把握するために、12月29日、1月14～15日、3月21日には調査地域をNo.2、No.3の谷にも広げた。なお、4月21日と30日の観測では、残雪が凍結融解の繰り返しで締め固められ、測深が不可能であったため、残雪の幅のみを記録した（ここで積雪量とは、観測日までの降雪深と融解・蒸発・吹き払い・圧密沈下による積雪量の減少との代数和を言う）。

積雪量の観測には直径10mm、長さ170cmの継ぎ足し可能なアルミニウム製中空雪尺を作成し、これを雪面に鉛直に差し込んで測深した。各観測地点では、小

沢・吉野（1965）を参考に観測地点を中心に雪尺を1辺50～100cmの五角形になるように差し込み、5回観測の平均を取ってその地点の積雪量とした。この方法では、30cm程度の積雪で±1cm程度の誤差で95%の信頼性があるとされている（立石 1969）。

今回の調査では谷の2本の基線に沿って延べ196地点×5回の積雪量観測を行ったが、20cm程度の積雪で±3.96cmの誤差があり、積雪量が100cm以上になると誤差は急速に拡大した。このように誤差が大きい理由は、①風影斜面の多積雪域ではわずかな距離の違いで積雪量に差が出る、②雪の下草本が地表面の凹凸を作っている、ためと思われる。

また、積雪量の各観測日がひと冬の積雪量推移のどの辺に当たるかを知るために、霧ヶ峰強清水の諏訪市営第3スキースリフトおよび同市営霧ヶ峰キャンプ場の業務日誌から、積雪量の値を過去3年分にわたり読み取った。

### 3) 気温、土壌凍結、地温

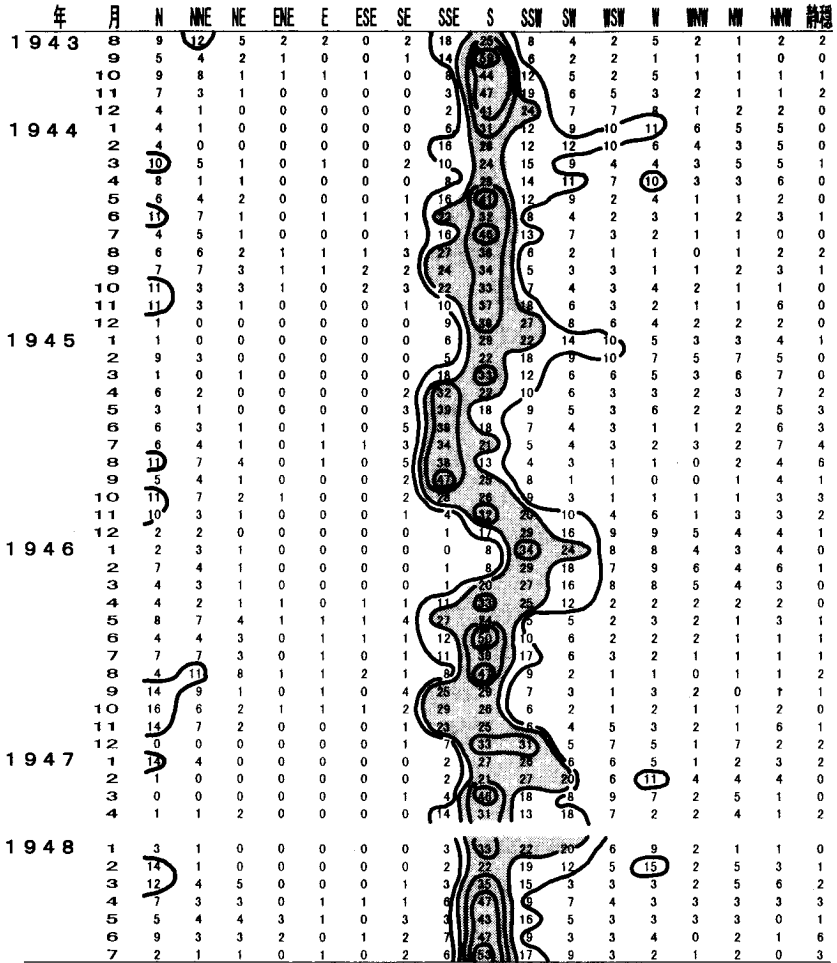
冬の現地調査を実施した1973～74年における霧ヶ峰の気温変化は、長野県企業局霧ヶ峰有料道路管理事務所（霧ヶ峰強清水）の、百葉箱に設置された自記温度計の自記紙から読み取った。取得したデータは日最高・最低気温および日平均気温（1時間おきの12回の値の平均）である（日界は午前0時）。なお、自記紙のデータは同事務所より500m離れた諏訪市営霧ヶ峰第3スキースリフトの業務日誌に記載されたリフト運転開始時の気温と比較しながら読みとった。

土壌凍結の確認は各基線に沿って積雪量の観測と同時に実施した。積雪量の観測と同様に、1mのボーリングステッキ（検土杖）を各地点で5回、1辺約100cmの五角形をなすように差し込んだ。積雪がある場合、岩塊と土壌凍結の違いはボーリングステッキの感触と音の響きから容易に識別できた。一地点5回の観測のうち、①ボーリングステッキが5回とも地中に貫入しない場合を完全凍結、②数回貫入する場合を部分的凍結、③5回とも貫入する場合を未凍結として、3種類に分類して記録した。

凍結土壌の分布は春の土壌温度に局地差を生じさせる。そこで、凍結層が局地的に残存する1974年4月29日～5月1日にかけてNo.1の谷の断面ABに沿って地温観測を実施した。この時期は冬季の土壌凍結層が地表から融解し始め、地表下に凍結層を一部残して、地表近くで凍結融解を繰り返す時期である。植被はまだ一面枯れており、北向斜面の植物は雪圧で地表に押しつけられた状態である。

地温の観測地点は基線AB上の風の観測地点と同じであるが（図2）、地点1と地点8は省略した。各地点では、地表下5cm、10cm、15cmにおいて1時間ごとの観測を延べ32時間実施した。使用した測器はアスマン通風乾湿計用の0.2℃目盛りの水銀温度計で、すべて器差補正を施してある。温度計はそれぞれの深さまで直接手で挿入し、観測期間中そのままの位置に固定した。従って、土壌と測器との密着性の問題は生じなかった。

図3 霧ヶ峰（車山）測候所の風向別頻度図（単位：%）



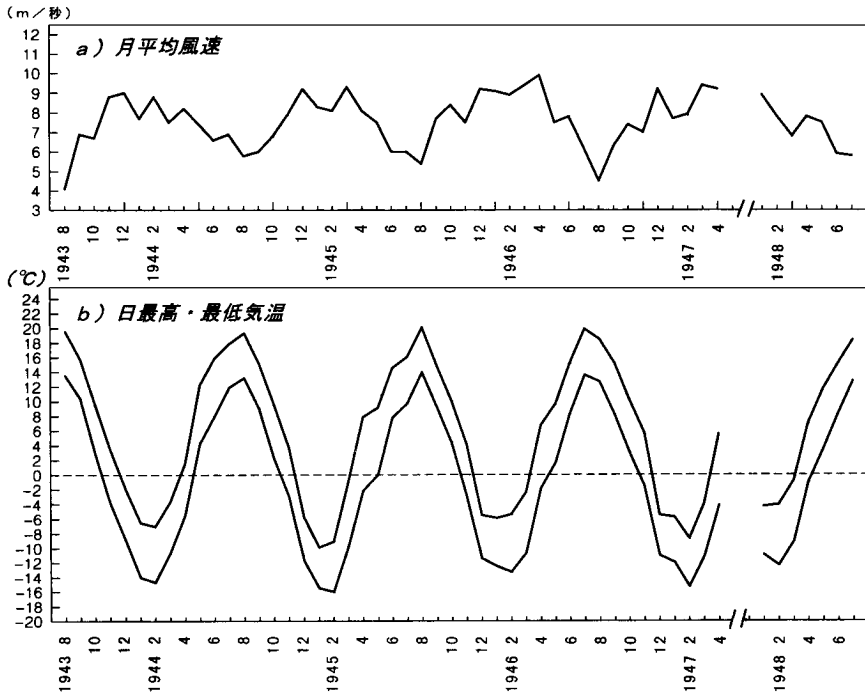
#### 4 霧ヶ峰の気候環境

##### 1) 風

図3は霧ヶ峰（車山）測候所における毎時間風向の月別出現頻度を百分率で示したものであるが、年間を通して霧ヶ峰が南風の極端に卓越するところであることが分かる。この南風には暖候期に東寄りの成分が、また寒候期に西寄りの成分が加わり、風向に季節変化をもたらしている。北寄りの風は一年を通して非常に少なく、夏から秋にかけてNやNNEの風が10%程度現れるくらいで、冬の季節風時は一般に最も北風の少ない季節である。この南風吹送時に、風と直交する谷の斜面では北向風影斜面上部の尾根直下にほとんど無風状態の場所が出現することが現地観測で確認されている（野口 1974）。

図4aには車山の日平均風速の月平均値を示すが、霧ヶ峰の月平均風速は暖候

図4 a) 霧ヶ峰（車山）測候所の月平均風速の年変化（1943～48）  
b) 同じく月平均日最高・最低気温の年変化（1943～48）



期（特に8月）に小さく（5～6 m/sec）、寒候期に大きい（9 m/sec 前後）。霧ヶ峰は冬に強い南風にさらされ、日平均風速は冬から春を中心に年に10日くらいは15m/secを超える（図省略）。

## 2) 気温と接地最低気温

霧ヶ峰（車山）測候所の日最高・日最低気温の年変化を見ると（図4 b, 図5）、霧ヶ峰では年に一度の季節的な凍結融解サイクル（11月～4月の凍結期、5月～10月の未凍結期）と、日変化に伴う春と秋の凍結融解サイクル（3月中旬～5月中旬、10月上旬～12月初旬）が存在する。ただし、春・秋の期間では、移動性高気圧と気圧の谷の通過によって、5～6日の周期で寒暖が繰り返されている。

百葉箱の日最低気温と接地最低気温（地表に置いた板の上での日最低気温）との関係（図6）を見ると、霧ヶ峰（車山）では両者の差が平均2.2℃あり、百葉箱の日最低気温が2.1℃の時に、接地最低気温は0℃となる。この差はパプアニューギニアのウィルヘルム山（Pindaunde, 3480m）における値の3.8℃（Noguchi et al. 1987）、日本の平地の3～4℃（気象庁観測部 1983）と比べると小さい。百葉箱の気温変化（図4 b, 図5）から地表の凍結融解日数を推定する場合、地表では平均して2.2℃だけ日最低気温が低いと考える必要がある。逆に接地最

図5 霧ヶ峰（車山）測候所の日最高・最低気温の年変化（1944～46）

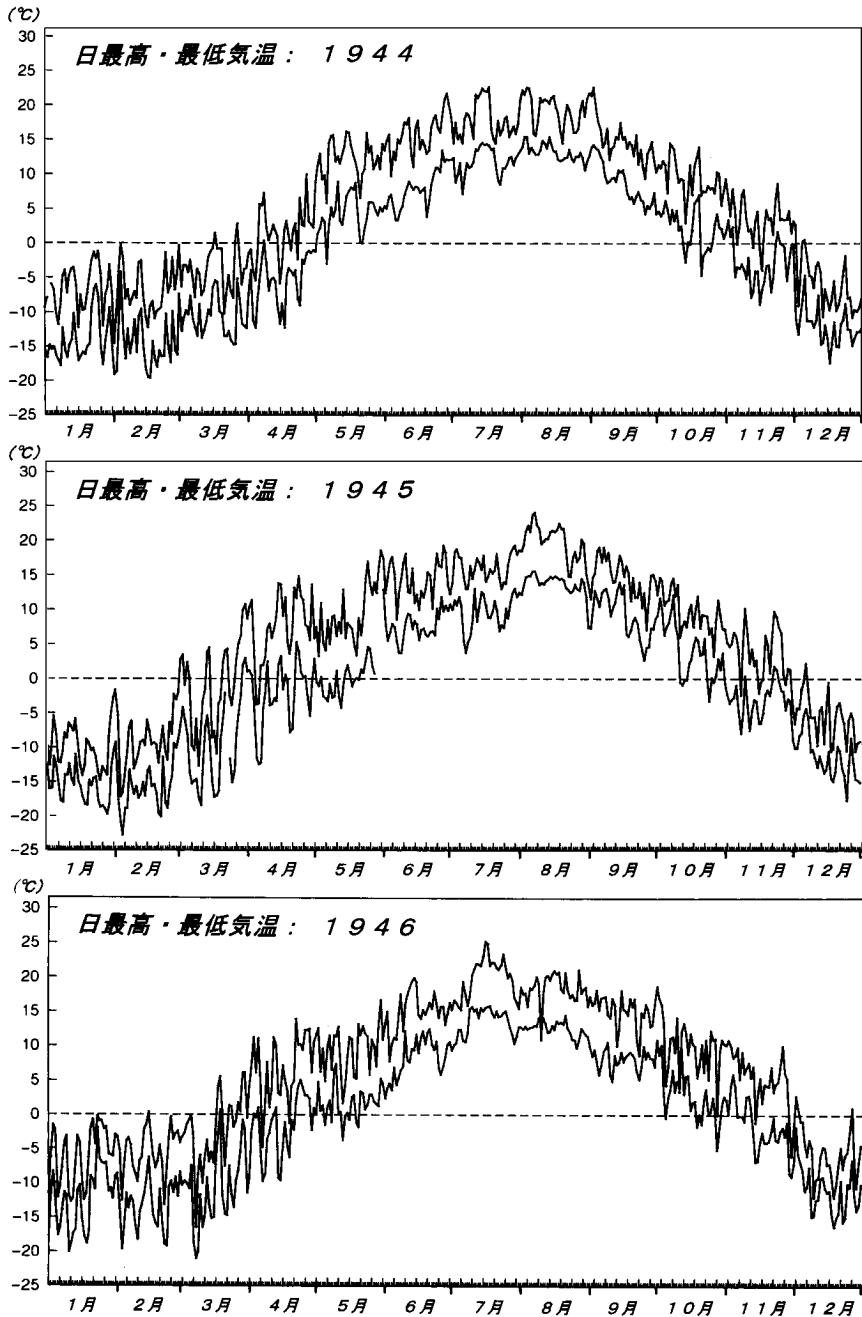
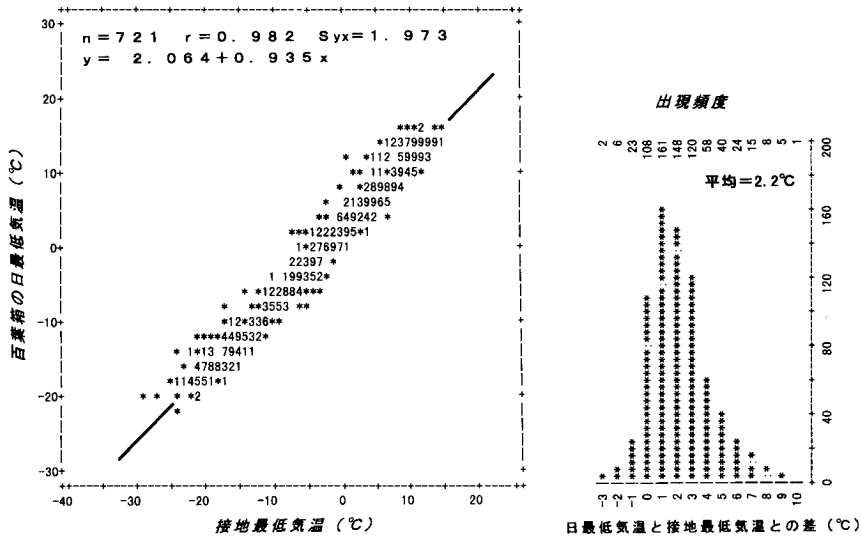




図6 霧ヶ峰（車山）測候所における日最低気温と接地最低気温との関係  
および日最低気温と接地最低気温の差の頻度分布（1944～45）



高気温は日最高気温より高くなると予想されるが、このような観測データは存在しない。

### 3) 積雪量と土壤凍結

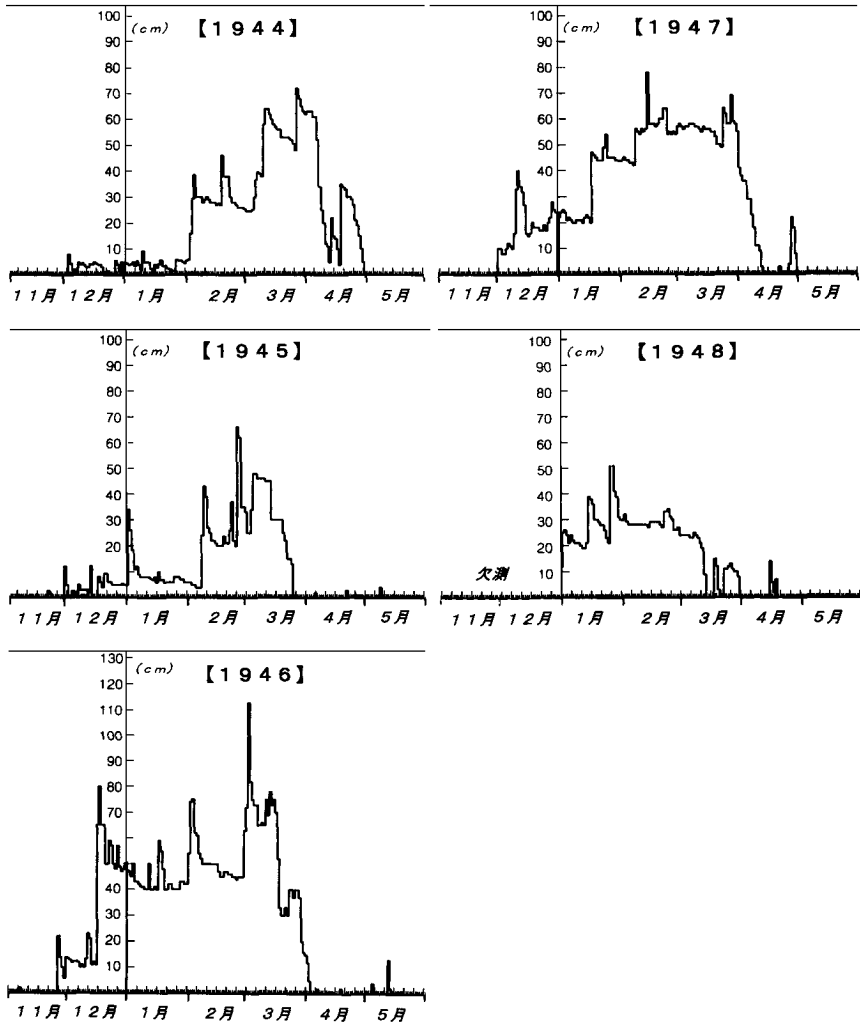
#### a. 積雪量

図7には霧ヶ峰（車山）測候所の毎日の積雪量変化（1943～48）を示す。吹きさらされた車山山頂の積雪量は風影斜面の積雪量とは異なるが、この図から積雪期間、根雪開始期などの特徴が分かる。霧ヶ峰では、11月下旬か12月上旬に降り出した雪がそのまま根雪となるが、積雪量が急激に増加するのは2～3月で、降雪様式は太平洋型である。ただし、1946年は12月中旬の大雪による積雪量がそのまま3月末まで持続している。江口他（1993）は車山での気温観測と諏訪測候所のデータのクラスター分析から、車山の降雪が3月中旬までの冬型や南岸低気圧型の時に多いことを示している。

図8abには現地調査期間（1973～74年の冬季）における諏訪市宮霧ヶ峰スキー場・キャンプ場（強清水）の積雪量変化と長野県霧ヶ峰有料道路管理事務所（強清水）の気温変化を示す。ただし、積雪量の記録はスキー場開設日（12月15日）から閉鎖日（3月31日）までの期間である。この図から各観測日前後の降雪の状態を理解することができる。図8aには1971—72、72—73年の積雪量も参考に載せた。

現地調査を実施した冬（1973—74）の霧ヶ峰では11月16日に初雪があり、北向斜面ではこれが根雪となった。それ以後、大きな降雪はなく、12月末に入り何度か降雪を見たが、例年に比べ雪は少なかった。第1回（12/29）、第2回（1/

図7 霧ヶ峰（車山）測候所の積雪量の年変化（1944～48）

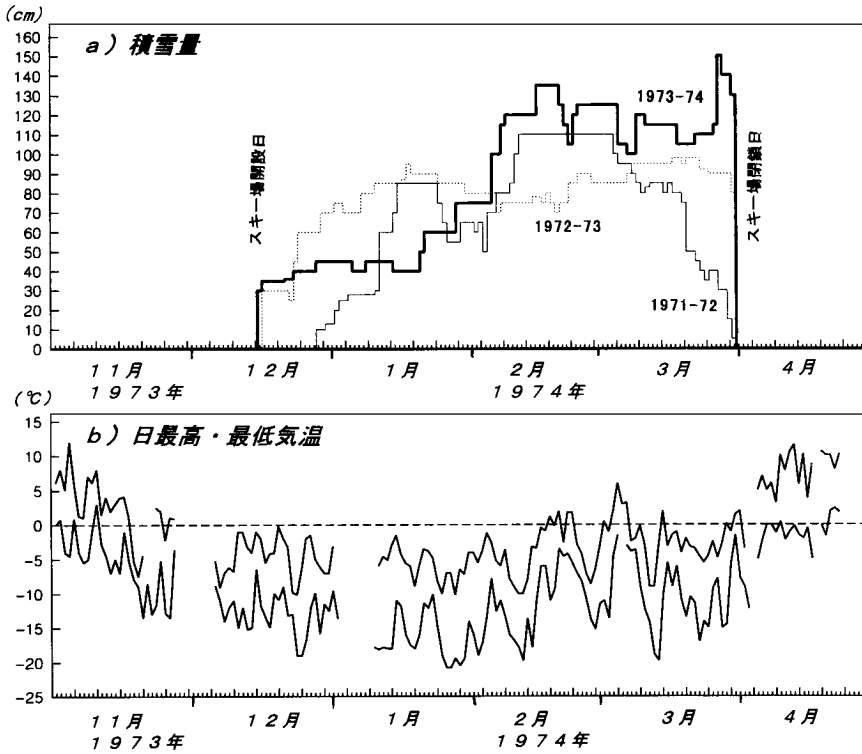


14) の積雪量調査はこの時期に行われた。1月下旬から2月中旬にかけて断続的に大雪があり、積雪量は例年を上回った。2月14日の積雪量調査（第4回）はこの大雪に阻まれて、ほとんど目的を果たせなかった。その後、3月中旬までは、大きな降雪はなく、この期間に第5回（3/21）の観測を、また3月下旬にはこの冬最後のドカ雪が降ったが、その直後に第6回（3/31）の調査を行った。3月末の積雪量は例年と比べると多かったが、その後度々の降雨により、4月中旬以降の第7、8回調査（4/21、4/30）の残雪量は前年と変わらなくなった。

図9 ab は基線 AB、CD に沿う土壌凍結、積雪量、風速の状態を示す。まず、基線に沿う積雪量の特徴を要約する：

①南向風衝斜面では、積雪量は尾根に近づくにつれて減少し、尾根上で最低値を取る。②北向風影斜面では、斜面の傾斜を反映して2カ所に極大値が見られる。

図8 現地調査期間中（1973～74）における霧ヶ峰（強清水）の a) 積雪量変化、  
および b) 気温変化



積雪量：諏訪市営第3スキーリフト・キャンプ場, 1971～74.

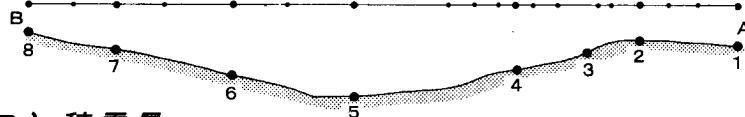
気温：長野県企業局霧ヶ峰有料道路管理事務所, 1973～74.

1つは斜面上部の凹地型急斜面で、他の1つは中央緩斜面直下の急傾斜地である。尾根直下の急斜面では、部分的に雪が雪庇状に張り出し、ここに風上側から大量の雪が運ばれてきている。③この2カ所の多雪地は4月21日には2列の帯状の残雪として残り、4月30日には上の急斜面のみに残雪が残った。④谷底では凹凸の少ない平坦な地形を反映して、積雪量も安定してその量も多い。

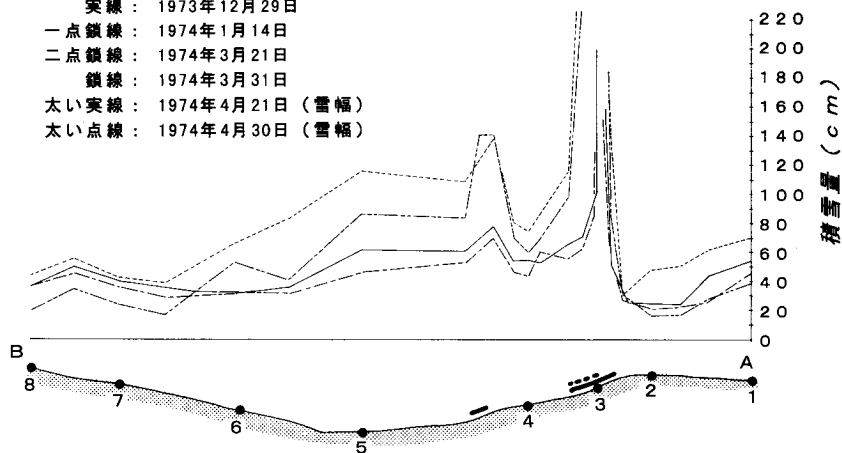
基線 AB, CD に沿う積雪量観測値は、積雪量の最も少ない尾根上でばらつきが最も小さく、風影斜面の多雪地点や谷底で最も大きい。尾根上の吹き払い地では降雪量が積雪量の変化としてほとんど反映されず、逆に風影斜面の多雪地点や谷底部では風による二次的堆積も加わって降雪のたびに積雪量が大幅に増大する。また、尾根直下の多雪地点の下で積雪量が少なくなる理由は、風上側から運ばれる雪の堆積地が風速の急激な減少によって限定されていることを示す。

基線 CD でも基線 AB と同じ特徴を有する積雪状態が見られたが、北向斜面上部の凹地部分の積雪量は基線 AB の同じ部分ほど多くなく、オーバーハングした雪庇も見られない。これは尾根の走行がわずかに変化して、卓越風との角度が変わったためである。

a)

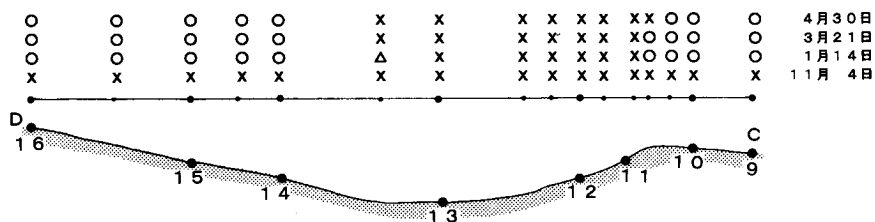
[illegible]

実線： 1973年12月29日  
 一点鎖線： 1974年1月14日  
 二点鎖線： 1974年3月21日  
 鎖線： 1974年3月31日  
 太い実線： 1974年4月21日（雪幅）  
 太い点線： 1974年4月30日（雪幅）



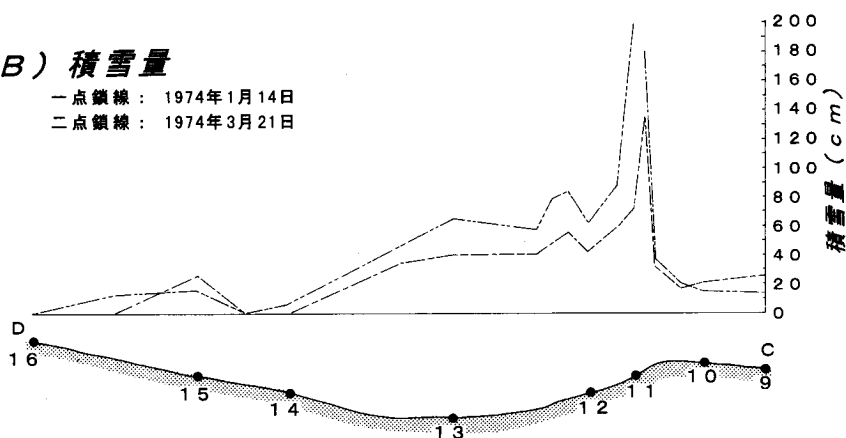
b)

### A) 土壤凍結

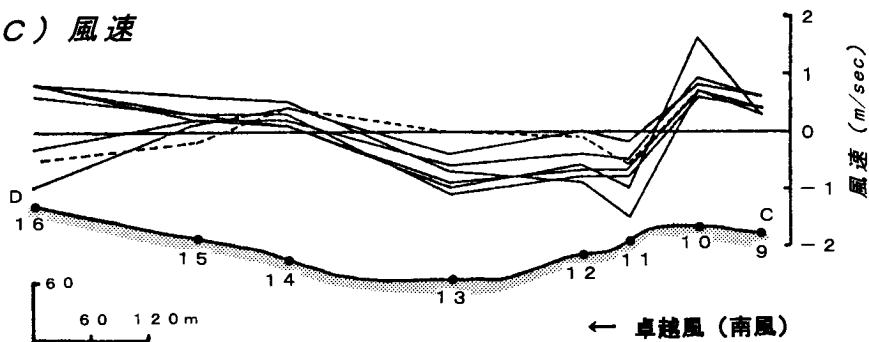


### B) 積雪量

一点鎖線：1974年1月14日  
二点鎖線：1974年3月21日



### C) 風速



## b. 土壤凍結

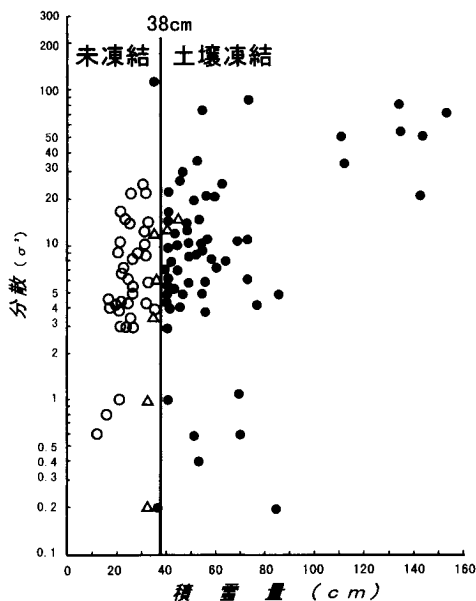
霧ヶ峰（車山）測候所の資料（図4b, 5）や有料道路管理事務所の気温データ（図8b）によれば、霧ヶ峰で日最低気温が初めて氷点下を記録するのは10月中旬から11月上旬で、12月には日最低気温は $-15^{\circ}\text{C}$ ないしそれ以下に下がる。しかし、図7, 8によれば、霧ヶ峰では12月や1月には積雪量は少なく、急激に積雪量が増加するのは、2月以降のことが多い。したがって、11月下旬以降、浅い積雪量の中で土壤凍結は進行する。図9abに見られる土壤凍結域の分布と進行はそれを物語っている。以下に、現地調査中に観察された土壤凍結の進行について示す。

【11月4日】早朝、有料道路の山側斜面に15cmほどに発達した霜柱が広く観察された。これは、道路工事によって霜柱の発達（毛管水の移動）に適した土性の火山灰層が露出したためで、道路脇の斜面は霜柱作用によって大きなクリープを受けている。霜作用に対する火山灰層の役割はKobayashi (1955) や Noguchi et al. (1987) で指摘されている。しかし、枯れ草に覆われたNo.1の谷では、基線AB, CDに沿って霜柱や土壤凍結は観察されなかった。

【12月29日】基線ABで積雪の少ない尾根や風上斜面上部に凍結域が確認された。

【1月14日】凍結の範囲が尾根を中心に拡大している。この時の積雪量と土壤凍結の関係を示すと（図10）、

図10 霧ヶ峰における1974年1月14日の積雪量と土壤凍結との関係



○：完全凍結，△：部分凍結，●：未凍結  
Y軸は5回の積雪量測定値の分散

積雪量38cmで凍結・未凍結の境が明瞭である。

【3月21日】引き続き厳しい寒さが続いているにもかかわらず（図8b）、凍結域は北向風影斜面の多雪域へ拡大していない。これは、積雪が地表面との熱交換を遮断してしまったことを意味する。

この日、有料道路脇の斜面では、4段（4日分）の霜柱で構成された高さ30cmの巨大な霜柱が見られたが、これは霜柱の表面を厚さ10cmの雪が被い、昼間の霜柱の融解を阻止したためである。

【3月31日】凍結域は維持されている。

【4月21日】積雪の無い南向き

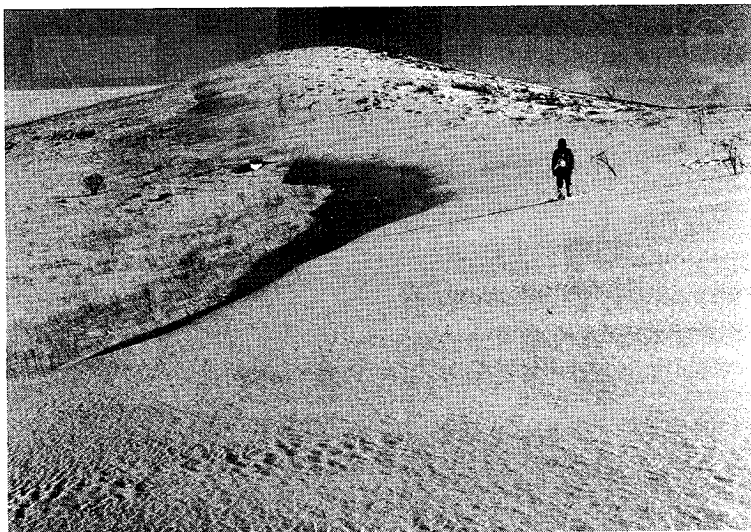


写真 1

霧ヶ峰における No.1の  
谷の北向風影斜面の積  
雪と雪庇。後方の岩は  
物見岩。

(1973年12月29日撮影)



写真 2

霧ヶ峰のゼブラ山から  
No.1の谷を見る。南向  
風衝斜面には階状土が  
発達し、北向風影斜面  
に残雪が見られる。遠  
景は物見岩、その奥が  
車山 (1925m)。

(1984年 5 月15日撮影)

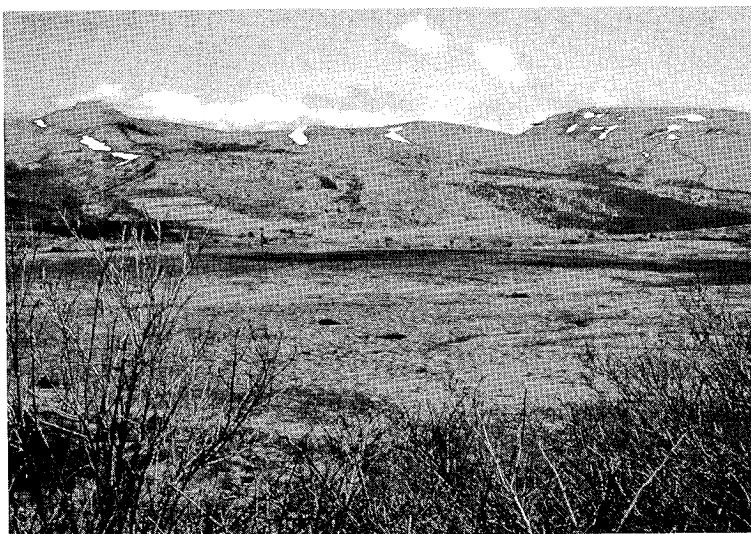


写真 3

霧ヶ峰における No.1～  
No.4の谷 (左から順)  
の北向風影斜面に見ら  
れる残雪。手前は八  
島ヶ原湿原。

(1984年 5 月15日撮影)

写真 4

鉢伏山における南向風  
衝斜面のソリフラク  
ションと北向風影斜面  
の残雪。

(1983年 5 月 2 日撮影)



写真 5

鉢伏山における南西向  
風衝斜面の階状土。

(1983年 5 月 2 日撮影)

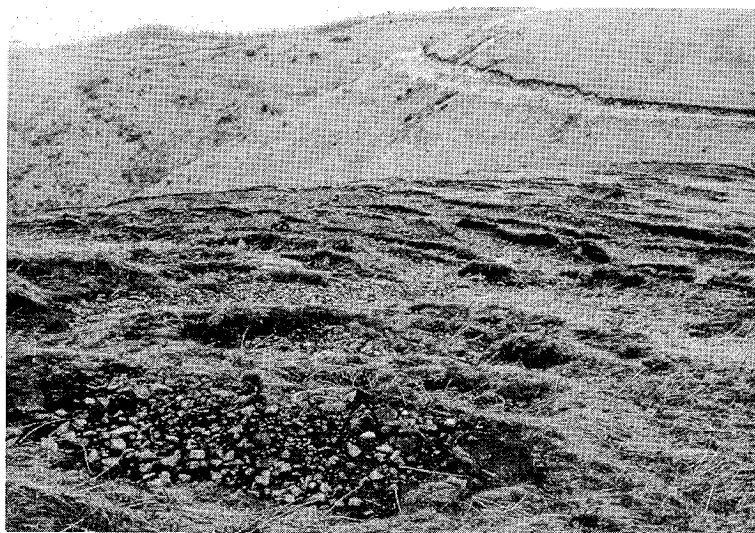


写真 6 鉢伏山におけるソリフラクションロープ上の条線土。

(1983年 5 月 2 日撮影)



斜面では凍結域が無くなり、物見岩のある尾根上だけが凍結域となっている。

【4月30日】尾根上の凍結域もさらに縮小し、地表下17～23cmに凍結層が見られるのみとなった。

基線 CD でも、基線 AB と同様に 1 月 14 日付近で凍結域が最も拡大し、それが 3 月下旬まで維持されたことが分かる。また、基線 CD 上の尾根や風衝斜面では、基線 AB と比べ広い範囲で凍結層の保存状態がよく、4 月 30 日でも地表下 20～25 cm 以下では完全に凍結して、ボーリングステッキは貫通できなかった。今回のボーリングステッキによる方法では、凍結層の厚さを確認することはできなかった。

これに対し基線 AB、CD 共に、積雪量の多い北向風影斜面では、冬の期間を通じて土壤凍結は全く見られなかった。

1974 年の最大土壤凍結域が 1 月 14 日頃には達成されていたと考えられることから、図 10 の関係を用いて、この日の積雪量分布から霧ヶ峰高原の最大土壤凍結域を推定すると（ただし、基線上では実測）、図 11 のようになる。南向風衝斜面では吹き払われて地面が露出しているところもあり、広範囲に土壤凍結が見られる。

#### 4) 地温

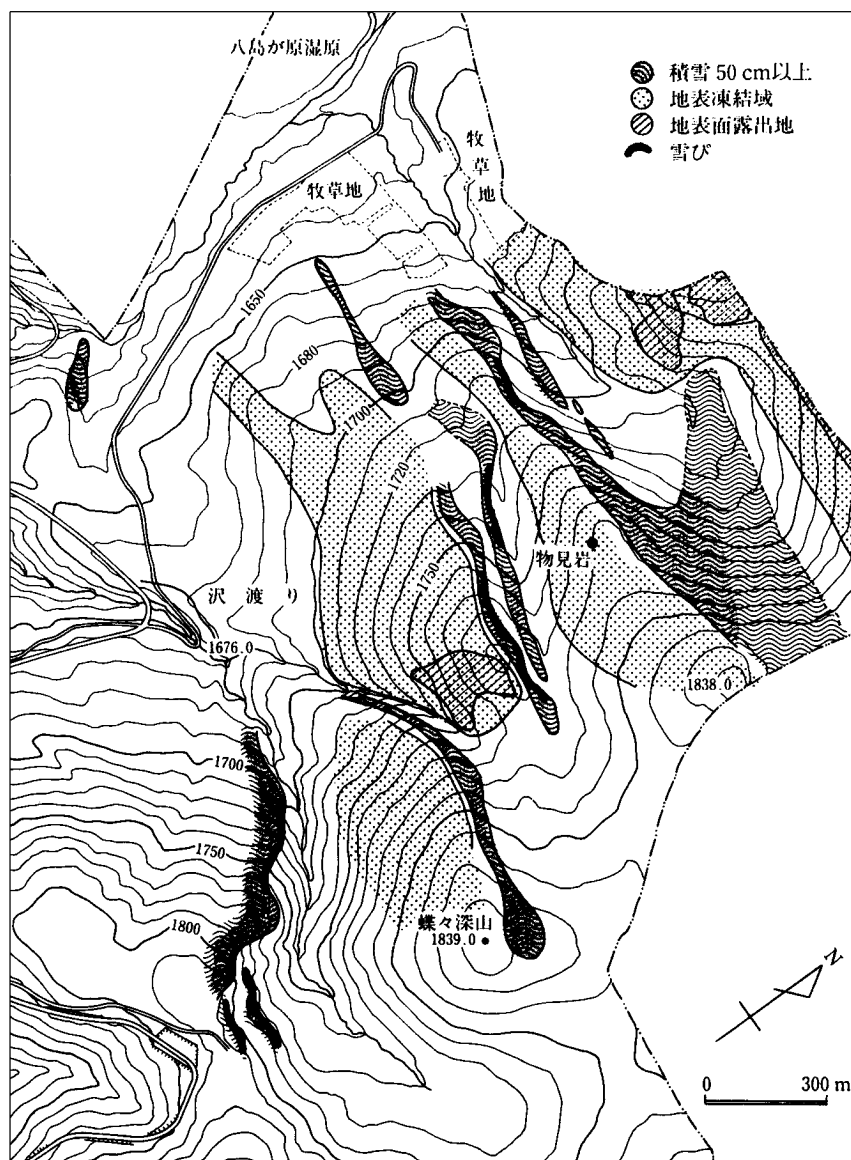
図 12 は断面 AB における代表的な地点の地温日変化を示す。気温は地点 2（尾根）の地上 1.5m でアスマン通風乾湿計を用いて観測した。地温観測の結果は次の通りである：

①尾根上の地点 2 では、- 5 cm、- 10cm、- 15cm 共に、他の地点と比べて地温が低く、垂直分布は一日中深さと共に遞減の状態にあった。②地点 2 以外では、- 5 cm、- 10cm、- 15cm 共に昼間は深さと共に遞減し、夜間は遞増に転じた。③- 5 cm と - 15cm の垂直的な地温傾度（昼間）は地点 2 が最大で 6.3℃、地温日較差も - 5 cm で尾根上の地点 2 が最大（4.4℃）となった。一方、- 15cm では地点 2 の日較差が最小値（0.3℃）を示した。これは土壤凍結層の影響である。④- 5 cm の地温日較差は谷底の地点 5 で最小（2.0℃）となった。地点 5 で日較差や垂直的地温変化が小さくなるのは、融雪水で谷底の土壤水分が増加し、比熱や熱容量の大きい水が地温変化に影響しているためと思われる。

水平分布にも土壤凍結の影響が見られる。図 13ab は基線 AB に沿う - 5 cm、- 10cm の地温時間変化である。- 5 cm では、①谷底の地温の時間変化が少ない。②昼間は谷底の地点 5 を鞍部としてその両側の南向き斜面（地点 6）となだらかな北向き斜面（地点 4）とに地温の極大が現れる。夜間は逆に、谷底の地点 5 が極大となり、南向き斜面と北向き斜面へ向かって順に下り勾配となる。③極大の現れる時刻は地点により 13：00～18：00 までと幅がある。一方、極小の現れる時刻には大きなばらつきは無い。

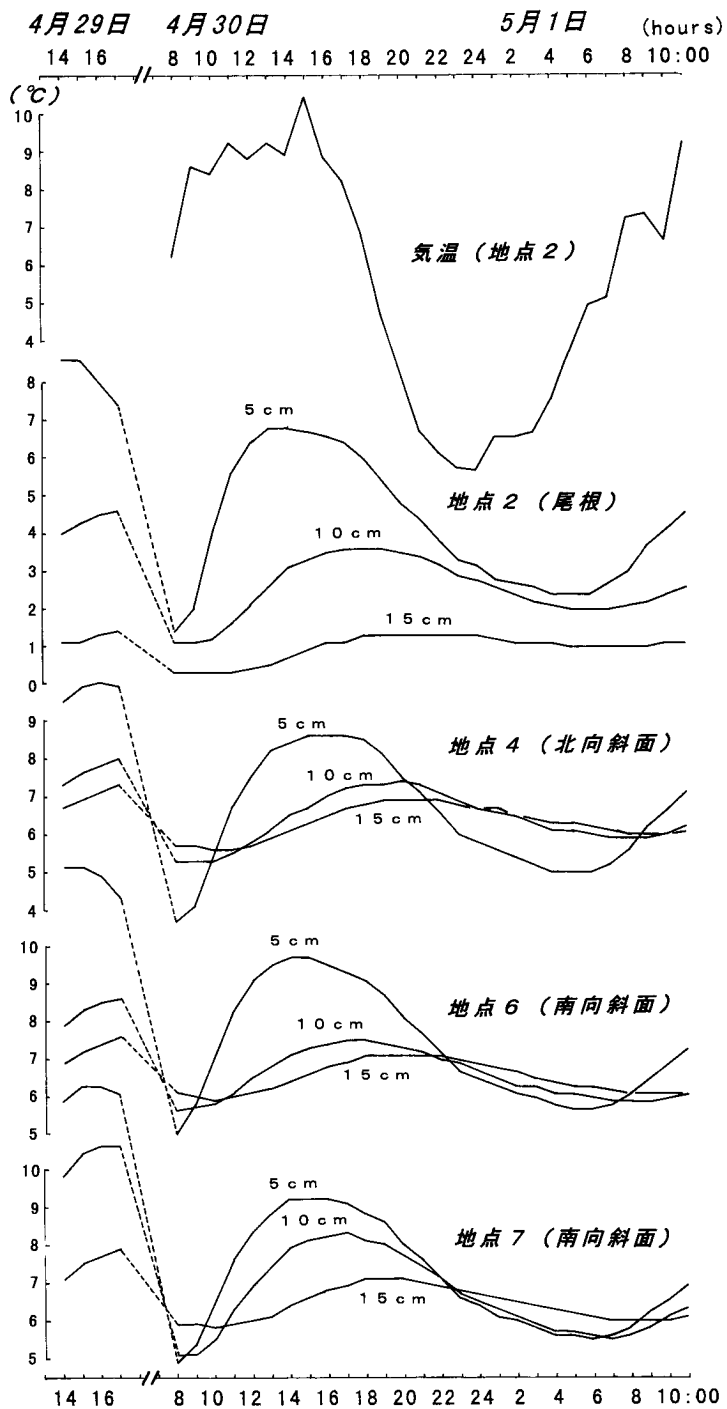
- 10cm では南向き斜面と北向き斜面とで異なった傾向を示す。すなわち、南

図11 霧ヶ峰における1974年1月14日の積雪量（50cm以上）と最大土壌凍結域の分布



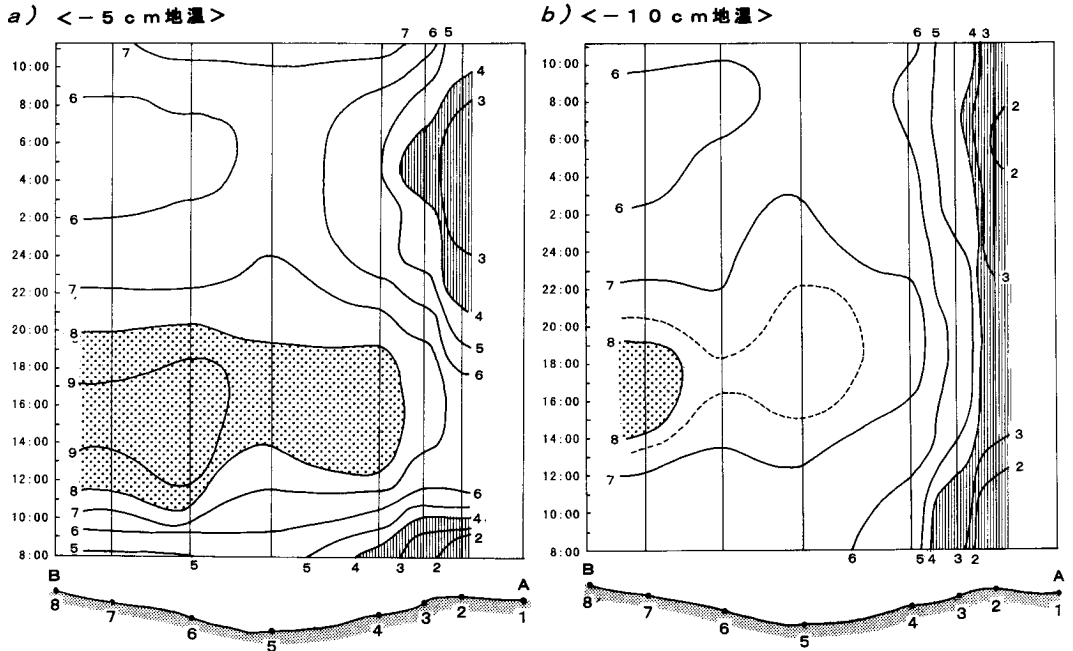
出典：川合・野口（1994）に加筆補正

図12 霧ヶ峰, No.1の谷の横断基線 AB に沿う地温の深さ別時間変化



観測日: 1974年4月29日~5月1日, 天気: 晴れ

図13 霧ヶ峰, No.1の谷の横断基線 AB に沿う - 5 cm, -10cm地温の時間変化  
(1974年 4月30日～5月1日)



向き斜面では時間変化が著しいが、北向き斜面では場所による変化の方が明瞭である。

## 5 考察

霧ヶ峰高原では八島ヶ原湿原の北側のわずかな高まりが千曲川水系と天竜川水系の分水嶺をなし、霧ヶ峰は地形的にも地理的にも日本海側と大太平洋側の漸移的な場所に位置するが、気候学的にどちらに属するかを判断する一つの指標は日射率（全天日射量／大気圏外水平面日射量）や日照率（実日照時間／可照時間）の季節変化である。この値は日本海側では冬よりも夏に高く、大太平洋側では夏よりも冬に高い（Noguchi 1981）。

霧ヶ峰の日照率は明瞭な季節変化に乏しく、夏よりも冬の日照率の方がわずかに高い（図省略）。このことから、霧ヶ峰が気候学的に漸移的な位置にあるものの、どちらかと言えば大太平洋側の気候を反映していることが分かる。日照率を日本の季節区分の一指標として用いた関口（1959）も、長野県の中・南信地方を大太平洋側に入れている。また、図7、図8aからも2～3月に雪が多く、霧ヶ峰が大太平洋側の降雪特性を持っていることが分かる。

霧ヶ峰の気候環境の最大の特徴は、一年を通して南風が卓越し、冬の季節風時においても南風が吹く点である。冬の強い南風が霧ヶ峰高原を東西に刻む谷の北向斜面上部に吹き溜まりによる多雪地を、また風衝斜面である南向斜面や尾根上

に吹き払いによる積雪寡少地を作る。この積雪分布は雪の絶縁作用を通して、土壤凍結の分布や凍結深の厚さを決める。土壤凍結域の分布は冬のある時期（1974年の霧ヶ峰ではおそらく1月中旬）の積雪量分布や気温と密接に関係しており、その後は2、3月の積雪量の急増によって未凍結層は積雪下にそのまま保存され、風衝地ではその期間に凍結深を大きくしていくものと思われる。年間を通じて土壤凍結の影響を全く受けていない地域は、吹き溜まりを作る北向風影斜面と谷底部分であった。Kariya（1995）は月山の風衝斜面と残雪凹地で地温を比較し、積雪量30m以上にもなる凹地では年間の凍結融解作用が著しく少ないことを指摘したが、1974年の霧ヶ峰では1月中旬の積雪量38cmが冬の凍結・未凍結土壤を分けていた。

風衝斜面や尾根上の吹き払い地における積雪分布の極小や風影斜面における二次的堆積による極大といった特徴は、他の似通った地形環境下でも報告されており（土屋 1953；立石 1969；菊地 1970）珍しいことでは無いが、風が微地形を介して積雪分布と土壤凍結域の分布を決定し、さらに夏の植生分布や冬の周氷河現象の分布をコントロールしているという視点は少ない。

今回の報告では植生分布の詳細には触れないが、北向風影斜面の多雪地だけに見られるコケ層の発達、逆に多雪斜面には見られない初夏のニッコウキスゲの分布、冬季土壤凍結する南向風衝斜面や尾根上に優占的に分布するササ草原など、霧ヶ峰を含む中信高原の植生分布は、冬の積雪（すなわち卓越する南風）の影響を無視しては説明つかない。

霧ヶ峰高原や鉢伏山に発達する階状土や条線土などの周氷河現象の分布域も、冬の南風で吹き払われた土壤凍結域に限られ、年間を通して凍結することのない北向風影斜面の2段の急斜面も、ソリフラクションに起因する（西村 1961）ことはあり得ない。周氷河現象が分布する条件は、気温が氷点下になる標高や緯度が存在し、地表が植被や積雪によって保護されていず、凍結融解作用によって地表の攪乱が起こるということである。構造土限界線なるものがハイマツ限界の上に想定されても、この線より上で厚く積雪に被われるところでは周氷河現象は見られない。また霧ヶ峰や鉢伏山のように低位置であっても、人為的に草原が維持され、強風に吹き払われて積雪が少ないところでは、活発な周氷河現象が見られる。図11の地表凍結域の分布は霧ヶ峰における地形的周氷河限界線を示しており、構造土の下限を機械的に連ねても意味が無いという指摘（小泉 1973）は当を得ている。

1～3月の調査期間中、雪の吹き払われた南向き斜面や尾根上では、部分的に地表が露出しているが、日中の日射に対して土壤は完全に凍結状態にあり、凍結融解は観察できなかった。4月に入って初めて、凍結土壤は地表部分から徐々に融解を開始し、数cmの活動層が出現した。従って、土壤の凍結融解頻度は気温から推定される凍結融解頻度と比べるとかなり限定されているものと思われた。

## 6 まとめ

- ①霧ヶ峰高原では一年を通して南風が卓越し、特に冬の強い南風は地形との相互作用を介して積雪分布を決めている。
- ②この積雪分布は、尾根や南向斜面の風衝地に土壤凍結域を発達させ、積雪の多い北向斜面や谷底部では一年を通して土壤凍結域は見られない。この土壤凍結域と未凍結域の境界を決定するのは冬のある時期（霧ヶ峰では1月中旬）の積雪量分布と気温である。2、3月になると積雪量が急激に増大し、未凍結域はそのまま保存される。この間、風衝地では凍結深を拡大させていくものと思われる。
- ③土壤凍結は積雪の少ない尾根上で最も発達し、5月上旬まで $-17\sim-25\text{cm}$ の深さに凍結層が残る。この影響を受けて、尾根上では地温の垂直分布、日較差、日最高地温・日最低地温の出現時間、熱の深層への伝達時間、地温の水平分布が他の地点と異なる。
- ④谷底の地点では融雪水の影響を受けて地温の日変化が少ない。
- ⑤霧ヶ峰高原や鉢伏山では、卓越する南風が冬の積雪分布を通して植生や周氷河現象の分布を決めている。

## あとがき

本稿は今から25年前に諏訪市公害課の許可を得て実施した霧ヶ峰調査の結果を基に、最近入手した霧ヶ峰山岳測候所気象月表原簿データを加えて再検討したものである。遅ればせながら、当時お世話になった多くの方々に感謝する次第である。

## 参考文献

- 浅川富男（1972） 帰化植物の調査から霧ヶ峰の現状を訴える，長野県植物研究会誌，5，10-26.
- 江口卓・松本淳・牛山素行・北島晴美（1993） 車山周辺における冬季から春季にかけての気温変化：山地域における積雪深と気温の関係，57-67，北島晴美編「積雪データの地理情報システム化」文部省重点領域研究，151p.
- 船津康二（1959） 霧ヶ峰の気象について，天気，6，281-288.
- 羽田野誠一・馬場正久（1963） 霧ヶ峰の周氷河地形について，地理学評論，36，744.
- Ino, Y. and Monsi, M. (1964a) On the Decomposition Rate of Soil Organic Matter in Humic Allophane Soils of Mt. Kirigamine. Botanical Magazine, Tokyo, 77, 168-175.
- Ino, Y. and Monsi, M. (1964b) Distribution of the Increment in Nutrient Element in Humic Allophane Soils of Mt. Kirigamine. Botanical Magazine, Tokyo, 77, 216-221.
- Iwaki, H., Midorikawa, B. and Hogetsu, K. (1964) Studies on the Productivity and

- Nutrient Element Circulation in Kirigamine Grassland, Central Japan. II. Seasonal Change in Standing Crop. Botanical Magazine, Tokyo, 77, 447-457.
- 岩塚守公・守屋以智雄 (1965) 霧ヶ峰高原の無土器文化遺跡とそれに関係した若干の古気候地形学の問題, 地学雑誌, 74, 239-243.
- Kariya, Y. (1995) Ground Temperature Observations at Mt. Gassan in Northern Japan: A Comparison between a Wind-Swept Slope and a Snowpatch Hollow. Geographical Review of Japan, 68, 75-85.
- 川合元彦・野口泰生編 (1994) 生活と環境: ジオグラフィックアプローチ, 技術書院, 270p.
- 菊地立 (1970) 蔵王地蔵岳西斜面の積雪分布, 東北地理, 22, 164.
- 木村富士男 (1991) 力学効果により谷筋に沿って吹く風, 天気, 38, 565-572.
- 気象庁観測部 (1983) 農業気象通報の手引き, 日本気象協会, 124p.
- Kobayashi, K. (1955) An Introduction to Periglacial or Subnival Morphology in Japan. J. Fac. Lib. Arts and Sci., Shinshu Univ., 5, 23-38.
- 小泉武栄 (1973) 構造土限界線について, 地理学評論, 46, 618-624.
- 松本繁樹 (1978) 霧ヶ峰高原における Rock Creep 現象の継続観測とその活動速度, 静岡大学教育学部研究報告 (自然科学編) 29, 1-12.
- 松本測候所 (1998) 松本の気象百年. 日本気象協会長野センター, 174p.
- Midorikawa, B., Iwaki, H. and Hogetsu, K. (1964) Studies on the Productivity and Nutrient Element Circulation in Kirigamine Grassland, Central Japan. I. Climate, Soil and Vegetation of Mt. Kirigamine. Botanical Magazine, Tokyo. 77, 260-269.
- 中村心一 (1986) 諏訪地方における帰化植物の帰化率: 霧ヶ峰忘れじの丘, 沢渡, 八島湿原南部を中心として, 諏訪教育会自然研究紀要, 22, 18-24.
- 中山正民・麻生学 (1973) 霧ヶ峰における階状土の形成過程, 東北地理, 25, 179.
- 西村昭二 (1961) 日本の構造土現象の意義, 辻村太郎先生古希記念論文集, 215-222.
- 西巻慶次 (1986) 飯田の風の特徴について, 研究時報, 38, 217-227.
- 野口泰生 (1975) 霧ヶ峰高原における風の分布に及ぼす微地形の影響について, 天気, 22, 85-94.
- Noguchi, Y. (1981) Solar Radiation and Sunshine Duration in East Asia. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser.B, 29, 111-128.
- Noguchi, Y. et al. (1987) Physical Factors Controlling the Formation of Patterned Ground on Haleakala, Maui. Geografiska Annaler, 69A, 329-342.
- 奥舎憲雄 (1974) 中部地方における構造土の研究霧ヶ峰の構造土について, 大坂教育大学地理学報, 13, 26-35.
- 小沢行雄・吉野正敏 (1965) 小気候調査法, 古今書院, 218p.
- 佐藤正喜・三村昌弘・植松博視 (1984) 諏訪地方における帰化植物の帰化率: 霧ヶ峰ピーナスライン, 諏訪教育会自然研究紀要, 20, 31-38.
- 関口武 (1959) 日本の気候区分, 地理学研究報告, 3, 65-78.
- 杉原保幸・浅井富雄 (1977) 局地風「松本の南風」について, 天気, 24, 475-483.
- 諏訪市教育委員会 (1971) 霧ヶ峰の植物, 1. 霧ヶ峰の植生, 2. 霧ヶ峰の植物目録

- 田渕洋（1980）霧ヶ峰高原の Ploughing Block について，法政大学教養部紀要，35，23-37.
- 立石由己（1969）積雪分布に及ぼす風速および微地形の影響，地理学評論，42，527-532.
- 手塚宗求（1988）ひとひらの秋，59-74，「霧ヶ峰通信」，信濃毎日新聞社，201p.
- 土田勝義（1988）霧ヶ峰高原のヒメジョオン類の動態，170-180，矢野悟道編「日本の植生」，東海大学出版会，226p.
- 土田勝義・加藤久雄・中谷易功・山口詳二郎（1975）霧ヶ峰高原におけるヒメジョオン類の生態（1），長野県植物研究会誌，8，52-66.
- 土屋正一（1953）長岡山付近の積雪の小気候的分布調査，山形県積雪総合調査報告，33-38.
- 宇田川和夫（1964）北陸不連続線と松本の南風および高山高気圧について，研究時報，16，498-504.
- 宇田川和夫（1966）松本の南風の発生機構について，研究時報，18，338-352.

（本学教授・地理学）